

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Número 3

Junio 1984

SUMARIO

	<u>Página</u>
AUERNHEIMER C. El Mioceno medio de Elda-Petrel (Alicante). III. Medios de sedimentación	3
MARTIN-ALGARRA A. y MARTINEZ-GALLEGO J. El Paleógeno del Penibético (Cordillera Bética).....	41
FREÑEDA M., ACUÑA J.D. y BORONAT J. Asociaciones malacológicas vivas y muertas de tres unidades bionómicas de la Cala Portichol (Alicante, España).....	65
FERNANDEZ J. Capas rojas triásicas del borde Sureste de la Meseta, síntesis estratigráfica y sedimentológica.....	89
ALONSO-GAVILAN G. Evolución del sistema fluvial de la formación areniscas de Aldearrubia, (Paleógeno superior) (Provincia de Salamanca).	107
ZAZO C., GOY J.L. and AGUIRRE E. Did <i>Strombus</i> survive the Last Interglacial in the Western Mediterranean Sea?.....	131
PINA J.A., AUERNHEIMER C. y FERRANDIS E. Análisis numérico de microfacies carbonatadas del Cretácico inferior de Sierra Salinas (Alicante, España).....	139
ESTEVEZ A., GONZALEZ-DONOSO J.M., LINARES D., MARTIN-ALGARRA A., SANZ DE GALDEANO C. y SERRANO F. El cabalgamiento Finisierravallense del Norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense.....	151

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Número 3

Junio 1984



SUMARIO

	<u>Página</u>
AUERNHEIMER C. El Mioceno medio de Elda-Petrel (Alicante). III. Medios de sedimentación.....	3
MARTIN-ALGARRA A. y MARTINEZ-GALLEGO J. El Paleógeno del Penibético (Cordillera Bética).....	41
FRESNEDA M., ACUÑA J.D. y BORONAT J. Asociaciones malacológicas vivas y muertas de tres unidades bionómicas de la Cala Portichol (Alicante, España).....	65
FERNANDEZ J. Capas rojas triásicas del borde Sureste de la Meseta, síntesis estratigráfica y sedimentológica.....	89
ALONSO-GAVILAN G. Evolución del sistema fluvial de la formación areniscas de Aldearrubia, (Paleógeno superior) (Provincia de Salamanca). ..	107
ZAZO C., GOY J.L. and AGUIRRE E. Did <i>Strombus</i> survive the Last Interglacial in the Western Mediterranean Sea?.....	131
PINA J.A., AUERNHEIMER C. y FERRANDIS E. Análisis numérico de microfacies carbonatadas del Cretácico inferior de Sierra Salinas (Alicante, España).....	139
ESTEVEZ A., GONZALEZ-DONOSO J.M., LINARES D., MARTIN-ALGARRA A., SANZ DE GALDEANO C. y SERRANO F. El cabalgamiento Finisierravallense del Norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense.....	151

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA — FACULTAD DE CIENCIAS
UNIVERSIDAD DE ALICANTE

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Junio 1984

ANEJO DE LOS ANALES DE LA UNIVERSIDAD DE ALICANTE

Redacción: C. Auernheimer, J. A. Pina, A. Estevez

EDITA: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alicante

I.S.N.N. 0212—4300

Depósito Legal: A - 678 - 1984

Composición e Impresión:

Cooperativa Industrial Obrera de Artes Gráficas GUTENBERG
Río Turia, 11 - Teléfonos 28 34 36 y 28 69 99
03006 ALICANTE

Correspondencia: Departamento de Geología

Facultad de Ciencias de la Universidad de Alicante

Teléfono 66 11 50. Extensión 1015

Apartado 99 — ALICANTE

EL PALEOGENO DEL PENIBÉTICO (CORDILLERA BÉTICA)

A. Martín-Algarra¹ y J. Martínez-Gallego²



RESUMEN.

En este trabajo se presenta una síntesis sobre sedimentación paleógena en el Penibético, el dominio paleogeográfico más interno de la Cordillera Bética occidental.

La sedimentación, muy reducida, pero continua, tuvo lugar en condiciones muy uniformes y claramente pelágicas, probablemente sobre una meseta submarina sobre la que se depositaron margas y margocalizas rojas con abundantes foraminíferos planctónicos (Paleoceno, Eoceno), margas y arcillas verdosas o rosadas (Oligoceno) y areniscas de carácter turbidítico (Mioceno inferior). Todas las zonas del Paleoceno y Eoceno (excepto las zonas de Eugubina y Pseudobulloides) se han reconocido. El Oligoceno y Mioceno inferior tienen una escasa y mal conservada fauna, lo que dificulta su datación precisa.

Los cambios en litología y velocidad de sedimentación acaecieron a la vez que los cambios globales del nivel del mar. Una sincronía bastante precisa se ha detectado entre tales cambios y la evolución de los foraminíferos planctónicos y se discute la posible relación causal entre ellos.

ABSTRACT.

A synthetic overview on Paleogene sedimentation in the Penibetic, the most internal paleogeographic realm of the External Zones of the western Betic Cordillera, is presented.

The sedimentation very reduced, but continuous of planktonic foraminifera-rich, red marls (Paleocene, Eocene), green and reddish marls and clays (Oligocene) and turbiditic sandstones (Lower Miocene), took place in a very uniform and clearly pelagic environment, probably a pelagic plateau. The whole planktonic foraminifera zones of Paleocene and Eocene (except the Eugubina and Pseudobulloides zones) has been recognised. Oligocene and Lower Miocene have a scarce and poorly preserved fauna, which difficulties the datation.

Changes in lithology and sedimentary rate occurred at the same time than global changes of sea level. Also a synchronism between these changes and the evolutionary patterns of paleogene planktonic foraminifera has been detected and some comments on their possible causal relationships are made.

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

El término Penibético fue definido por Blumenthal (1927) para agrupar a diversas unidades geológicas que ocupan una posición interna dentro del sector occidental de la Zona Subbética. Desde su definición el término ha sido empleado con acepciones diferentes, incluso por el propio Blumenthal (1931, 1933), que han variado según los autores y escuelas. En un trabajo anterior fueron discutidos tanto el origen y vicisitudes

1 Departamento de Estratigrafía, Departamento de Investigaciones Geológicas Universidad de Granada. C.S.I.C.

2 Departamento de Paleontología. Departamento de Investigaciones Geológicas Universidad de Granada. C.S.I.C.

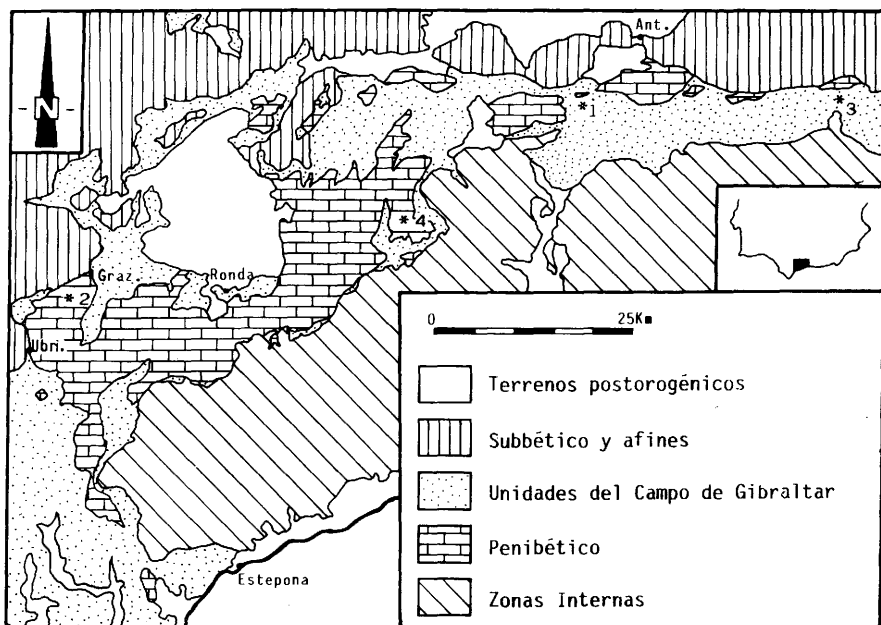


Figura 1.—Afloramientos del Penibético. 1: Tajo Almarado. 2: Fuente del Chiquero. 3: Tajo de Sabar. 4: Carretera de Puerto Martínez a El Burgo.

sufridas por el término Penibético como precisado su significado geológico y delimitados los terrenos que en aquél se pueden englobar. Consecuentemente, de acuerdo con González-Donoso *et al.* (1983), el Penibético agrupa a diversas unidades tectónicas pertenecientes al dominio paleogeográfico más interno del sector occidental de Zona Subbética (Fig. 1), uno de cuyos rasgos estratigráficos más notables es la existencia de importantes interrupciones sedimentarias durante el Cretácico (sobre todo inferior) una de las cuales dio lugar a un paleokarst.

El objetivo del presente trabajo es completar la información estratigráfica sobre la parte terciaria de la serie penibética, especialmente durante el Paleógeno. La serie mesozoica ha sido estudiada ya con bastante detalle por diferentes autores (Kockel, 1963; Dürr, 1967; Hoppe, 1968; Chauve, 1968; Didon, 1969; Peyre, 1974; Cruz-San Julián, 1974; Bourgois, 1978; González-Donoso *et al.*, 1983; Martín Algarra y Vera, 1982), pero los datos sobre el terciario han sido escasos y dispersos. Sólo dos cortes relativamente continuos han sido descritos: el corte de la Fuente del Chiquero, en las proximidades de Benaocaz, en la provincia de Cádiz (Chauve, 1968) y el corte del Tajo Almarado, en las proximidades del Valle de Abdalagís en la provincia de Málaga (Peyre, 1974).

Los materiales paleógenos del Penibético contienen, en general, una abundante fauna de foraminíferos planctónicos. El estudio de estas fau-

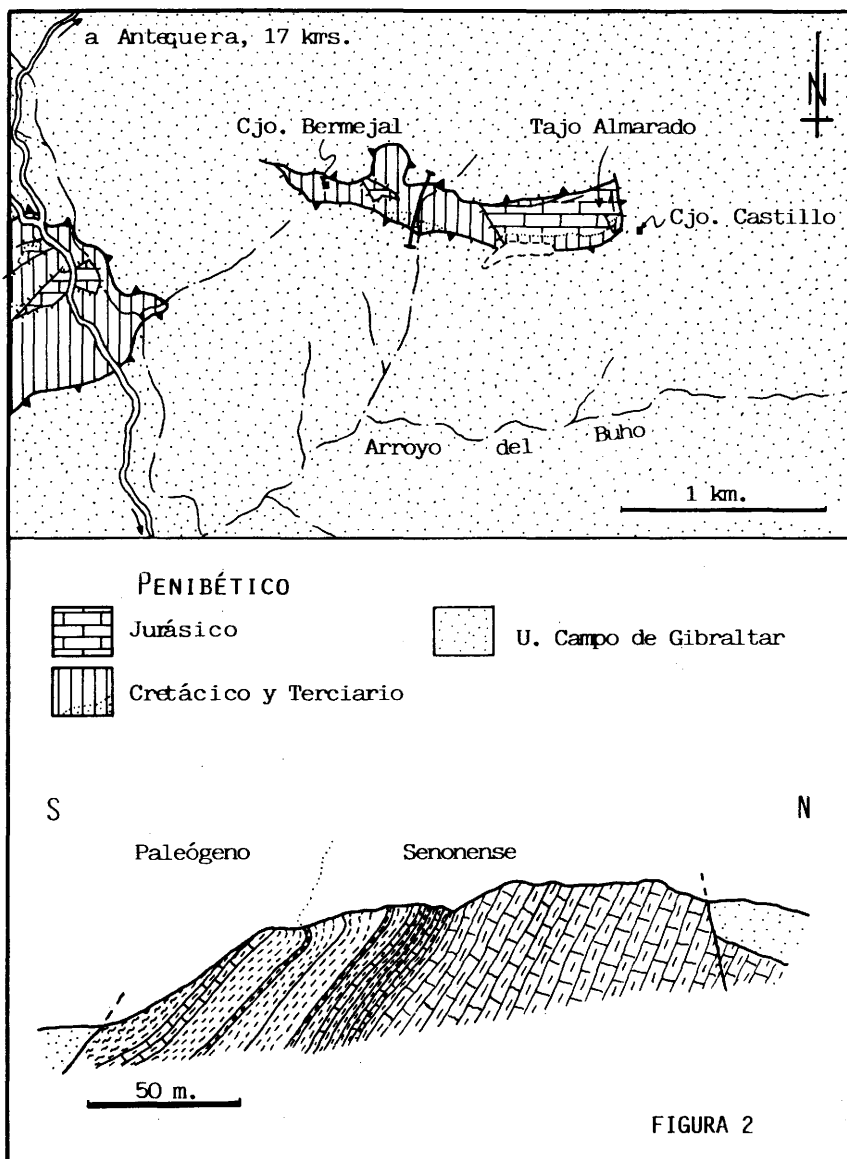


Figura 2.—Mapa y corte geológicos del afloramiento del Tajo Almarado.

nas demuestra que, en la secuencia estratigráfica del Penibético, el Paleógeno se encuentra representado en su práctica totalidad. Tan sólo el Paleoceno basal y el Oligoceno plantean problemas de datación deri-

vados del mal estado de preservación y la poca diversidad de las faunas recogidas en los escasos afloramientos en que ha sido reconocido. La buena continuidad de los cortes y el magnífico estado de preservación de los foraminíferos, sobre todo en el corte del Tajo Almarado, permiten establecer una bioestratigrafía detallada del Paleoceno y Eoceno y plantear una correlación con las biozonas establecidas en otros puntos dentro de la Cordillera Bética (Martínez-Gallego, 1977; Cremades, 1979) y fuera de ella. Finalmente, se presenta una secuencia estratigráfica sintética y característica del Paleógeno del Penibético y se analiza su significado sedimentario y paleogeográfico.

DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS

Corte del Tajo Almarado

El Tajo o Castillo Almarado (Fig. 2) se sitúa unos 3 km. al N.E. del Valle de Abdalagís (hoja de Ardales del M.T.N., 1:50.000 n.º 16-43) en la provincia de Málaga. A él se accede por una pista que asciende desde el Valle de Abdalagís hasta la carretera de La Joya, entre los Cortijos del Castillo y del Bermejál. Está constituido por materiales calizos del Jurásico sobre los cuales reposan margas y margocalizas (Capas Rojas) del Cretácico superior y Paleógeno, que afloran tectónicamente bajo materiales terciarios alóctonos pertenecientes a las unidades del Campo de Gibraltar. El corte estudiado se localiza en el extremo S del afloramiento del Penibético (UTM: 514917), en un paraje que los lugareños denominan Los Colorados, aludiendo al color que dan al terreno las Capas Rojas Cretácico-Terciarias. La exposición es magnífica, a favor de un barranco tributario del Arroyo del Buho y la serie estratigráfica (Fig. 3) puede levantarse sin interrupción desde el Senonense superior hasta el Eoceno superior. Este corte fue descrito por Peyre (1974) quien señaló los rasgos estratigráficos principales del mismo y dató el Campanense-Mastrichtense, Danense (Zona de Pseudobulloides), Paleoceno superior-Eoceno inferior (Zona de Rex), Eoceno inferior (Zona de Aragonensis), Luteciense superior (Zona de Mexicana), Eoceno superior (Zona de Semiinvoluta) y Oligoceno (Zona de Opima Opima) con remociones de Eoceno superior).

El corte comienza con un paquete de Capas Rojas bastante calcáreas que, progresivamente, pasan a una alternancia de margocalizas y margas rojas con estratificación muy difusa, tan sólo marcada por ligerísimas variaciones en el contenido calcáreo, que dan lugar a una sutil alternancia de orden métrico entre bancos más margosos o más arcillosos, con límites graduales entre sí. Dos delgados y continuos estratos más calizos de varios centímetros de espesor rompen la monotonía de este paquete margoso, en el cual se efectúa, sin ningún cambio de facies ni discontinuidad litológica aparente, el paso del Cretácico al Terciario. Según Peyre (1974) el más bajo de estos estratos se sitúa hacia el límite Campanense-Mastrichtense; el superior es ya de edad Paleoceno inferior. Unos centímetros por debajo del estrato superior se encuentra un nivel lateralmente discontinuo de no más de 5 centímetros de espesor, de arcillas verdosas por debajo del cual de nuevo se tienen margas rojas del Paleoceno inferior. Niveles verdosos similares, igualmente lateralmente discontinuos se encuentran esporádicamente a otras alturas de la columna, tanto por debajo como por encima del nivel citado. El tránsito al Cretácico se realiza sin discontinuidad estratigráfica aparente en el seno de unas margas rojas situadas por debajo del nivel arcilloso-margoso verde referido. No se detecta ni

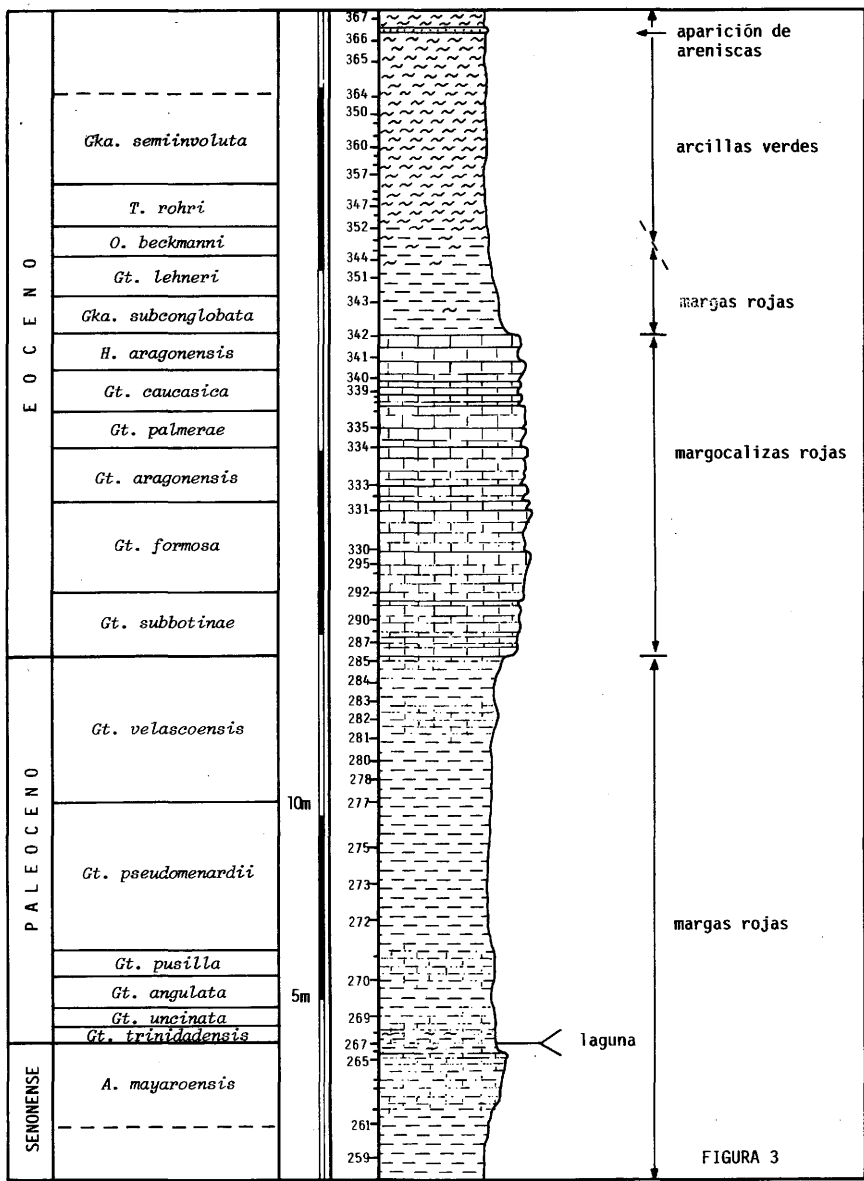


Figura 3.—Serie del Tajo Almarado.

cambio de color ni de textura del sedimento, ni siquiera se reconoce superficie de estratificación bien definida alguna que permita establecer con absoluta precisión la posición del límite. Sin embargo, se detecta un brusco cambio en la fauna de foraminíferos planctónicos, de manera que puede afirmarse la existencia de una laguna estratigráfica

que comprende las dos primeras zonas del Paleoceno inferior: las zonas de Eugubina y de Pseudobulloides-Daubjergensis. Un estudio más preciso de este límite en el presente corte está en curso de realización.

El Eoceno comienza con un cambio litológico significativo: las margas rojas son reemplazadas rápidamente por un paquete margocalizo de color rosado pálido. La estratificación es del orden decimétrico y queda marcada por la alternancia de niveles duros y blandos. Los estratos muestran en general una parte inferior más margocaliza y deleznable y una parte superior algo más calcárea y resistente. Puntualmente los estratos contienen pequeñas cantidades de cuarzo y en algún caso, las margocalizas muestran una ligera laminación paralela. Este paquete, a diferencia de los infrayacentes, presenta un aspecto distinto a ambos márgenes del barranco. En la margen derecha, por la cual se ha realizado el muestreo más exhaustivo, está más uniformemente estratificado. En la margen izquierda la estratificación se encuentra algo más perturbada, las intercalaciones margosas son más frecuentes y pueden apreciarse algunas disarmonías en las capas que podrían, con algunas reservas, atribuirse a deslizamientos submarinos incipientes (*slumping*).

Hacia la parte superior, las intercalaciones margosas se hacen progresiva, pero rápidamente, más importantes a la vez que el color se va tornando en un rosado pálido, ligeramente amarillento o incluso blanco, y finalmente se pasa a un paquete de margas y arcillas de color verde pálido sobre las cuales se asientan terrenos de labor, lo que dificulta notablemente su muestreo.

Sobre estos términos Peyre (1974) señala la presencia de unos metros de margas pardas; luego de nuevo margas verdes y finalmente un banco de areniscas margosas con glauconita de aproximadamente un metro de espesor. Las condiciones de exposición actuales no han permitido reconocer, delimitar ni muestrear correctamente el techo de este corte si bien se han reconocido bloques procedentes del estrato de areniscas señalado por Peyre (1974) pero no *in situ*. Los cultivos y los deslizamientos de ladera ocultan las relaciones de detalle con los términos alóctonos que se superponen al Penibético, pertenecientes a las unidades del Campo de Gibraltar.

Corte de la Fuente del Chiquero.

Este corte se sitúa en los alrededores de la Fuente del Chiquero (U.T.M.: 854651), a unos 3 km. al E. de Benaocaz (hoja de Ubrique del M.T.N. n.º. 14-44, provincia de Cádiz) y a él se accede por un camino de herradura que parte desde Benaocaz en dirección a Casa Fardela y Grazalema. Las condiciones de afloramiento son peores que en el caso del corte anterior dado que la serie se encuentra ligeramente plegada y existe una mayor cobertura vegetal. Una cartografía y un corte geológico esquemático se presentan en la figura 4. Este corte fue dado a conocer por Chauve (1968) quien allí reconoció el Senonense superior, el Paleoceno y el Eoceno medio. El afloramiento forma parte de una unidad tectónica (Unidad del Peñón Grande-Salto del Cabrero) que Bourgois *et. al.* (1970), Bourgois y Chauve (1972) y Bourgois (1978) no consideran Penibética en sentido estricto sino de fuerte afinidad penibética, pero de origen «ultra», esto es, meridional, o mejor, interna con respecto al Penibético. Sin embargo tal interpretación no es sostenible, como puede deducirse del estudio de los terrenos jurásicos y cretácicos de la región que ha efectuado uno de nosotros, algunos de los cuales han sido ya en parte publicados *cf.* González-Donoso; *et. al.*, 1983), pero una discusión a fondo del problema no procede en el presente trabajo. Baste aquí con señalar que la referida unidad del Peñón Grande forma parte del borde más externo del Penibético y, por tan-

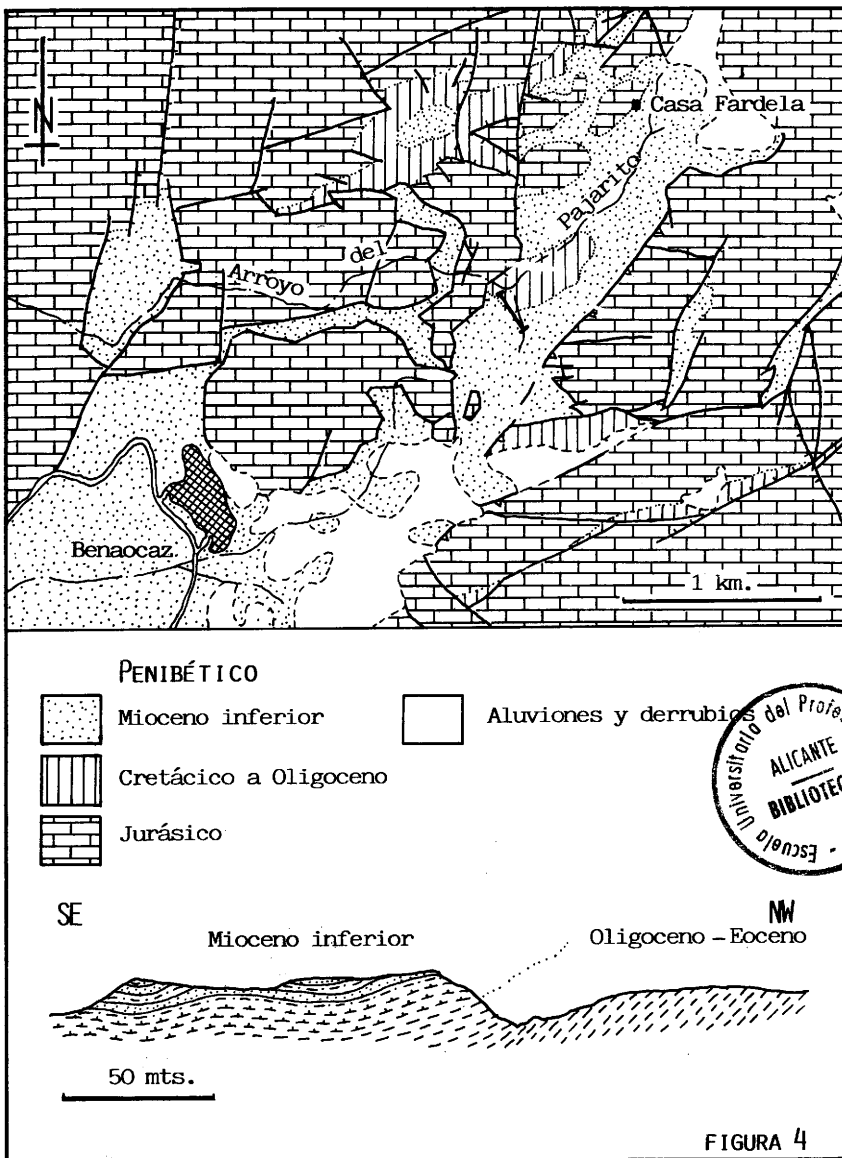


Figura 4.—Mapa y corte geológicos del afloramiento de la Fuente del Chiquero.

to, se encuentra en una posición relativa, con respecto al resto del dominio, análoga a la que ocupó durante el depósito.

La secuencia terciaria de la Unidad del Peñón Grande fue notablemente precisada por Dubois y Magné (1972) quienes dataron el Burdigaliense inferior, el Oligoceno, el Ypresiense superior-Luteciense basal, el tránsito Paleoceno-Eoceno y el Paleoceno.

González-Donoso *et. al.* (1983), al estudiar la discontinuidad del Cretácico en esta región, pusieron de manifiesto que el desarrollo de la karstificación cretácica fue máxima en el sector septentrional del Penibético hasta el punto que la fosilización definitiva del paleokarst no se alcanzó hasta, al menos, el Paleoceno superior - Eoceno basal en la región a la que pertenece la Fuente del Chiquero. Esto no excluye, por supuesto, que en las zonas deprimidas del paleokarst no hubiera sedimentación durante el Cretácico, como de hecho así se constata, y tal debió ser la posición durante el depósito de los afloramientos en los que los autores citados han datado los diferentes términos cretácicos por ellos referidos.

El estudio de la parte baja de este corte no es fácil, en parte debido a las condiciones de afloramiento y en parte a complicaciones tectónicas y quizá también estratigráficas conectadas con el relleno de una posible gran depresión paleokárstica. Al pie meridional de los principales relieves jurásicos, situados aproximadamente 1 km. al N. de la Fuente del Chiquero aparece un importante conjunto de brechas alimentadas de material jurásico y cretácico diverso, que están pendientes de estudio. Entre estas brechas y el corte propiamente dicho afloran materiales jurásicos cuyas relaciones cartográficas con los afloramientos adyacentes no son fáciles de aclarar. Al S. de éstos y sobre ellos afloran, en el mismo lecho del arroyo del Pajarito, unas margas rojas lustrosas, con esporádicas y delgadas intercalaciones centimétricas de brechas, microbrechas y clacarenitas oolíticas resedimentadas, alimentadas de material jurásico y cretácico inferior. González-Donoso *et. al.* (1983, tabla VI) han datado estas margas como Senonense (muestra C.F.C.-25), Campanense-Maastrichtiense (C.F.C.-27) y Paleoceno superior (C.F.C.-22). Sobre ellas descansa el resto del corte estudiado.

El corte (Fig. 5) comienza con un paquete de margas y margocalizas rojas que son la continuación de los términos descritos anteriormente, que, gradualmente, pasan a una alternancia de margas blancas y rosadas, con algunos niveles margocalizos, de edad Oligoceno. Sobre ellas reposa un conjunto de margas blancas y grisáceas con delgados estratos margocalizos y con algún esporádico nivel más rosado, que hacia la parte superior pasan a lutitas ligeramente verdosas, del Oligoceno o Mioceno inferior. La serie culmina con una alternancia de areniscas cuarzosas pardas y lutitas pardoamarillentas y verdosas de carácter flysch. Las areniscas se presentan en bancos gruesos, de espesor decimétrico a métrico, con muro neto que muestra estructuras de corriente (*flute cast*, *groove cast*) no muy desarrolladas, con una ligera grano-clasificación, pero no bien marcada. La estructura interna predominante es la laminación horizontal a ligeramente ondulada, y ocasionalmente se reconocen superficies de erosión internas poco marcadas. El tránsito a las lutitas suprayacentes es gradual y en los cortes de detalle levantados parece adivinarse una organización estratodecreciente. Este término es el denominado flysch Penibético, a cuyo techo Dubois, y Magné (1972) dataron el Burdigaliense inferior (cf., Bourgois, 1978).

Otros afloramientos.

No han sido localizados otros cortes con buena exposición y continuidad que los arriba mencionados. Por lo que se refiere al resto del Penibético, cabe señalar que los diferentes autores que en él han trabajado han señalado ya que la persistencia de las Capas Rojas senonenses durante el Paleoceno y Eoceno, con acentuación progresiva del carácter margoso, es un rasgo estratigráfico que posee validez regional. Sólo a partir del Eoceno medio y superior se detectan algunos cambios significativos en el color, que pasa a ser gris blanco o verdoso. No obstante en muchos puntos las capas rojas permiten datar hasta el Eoceno superior o incluso el Oligoceno, lo que ha sido señalado

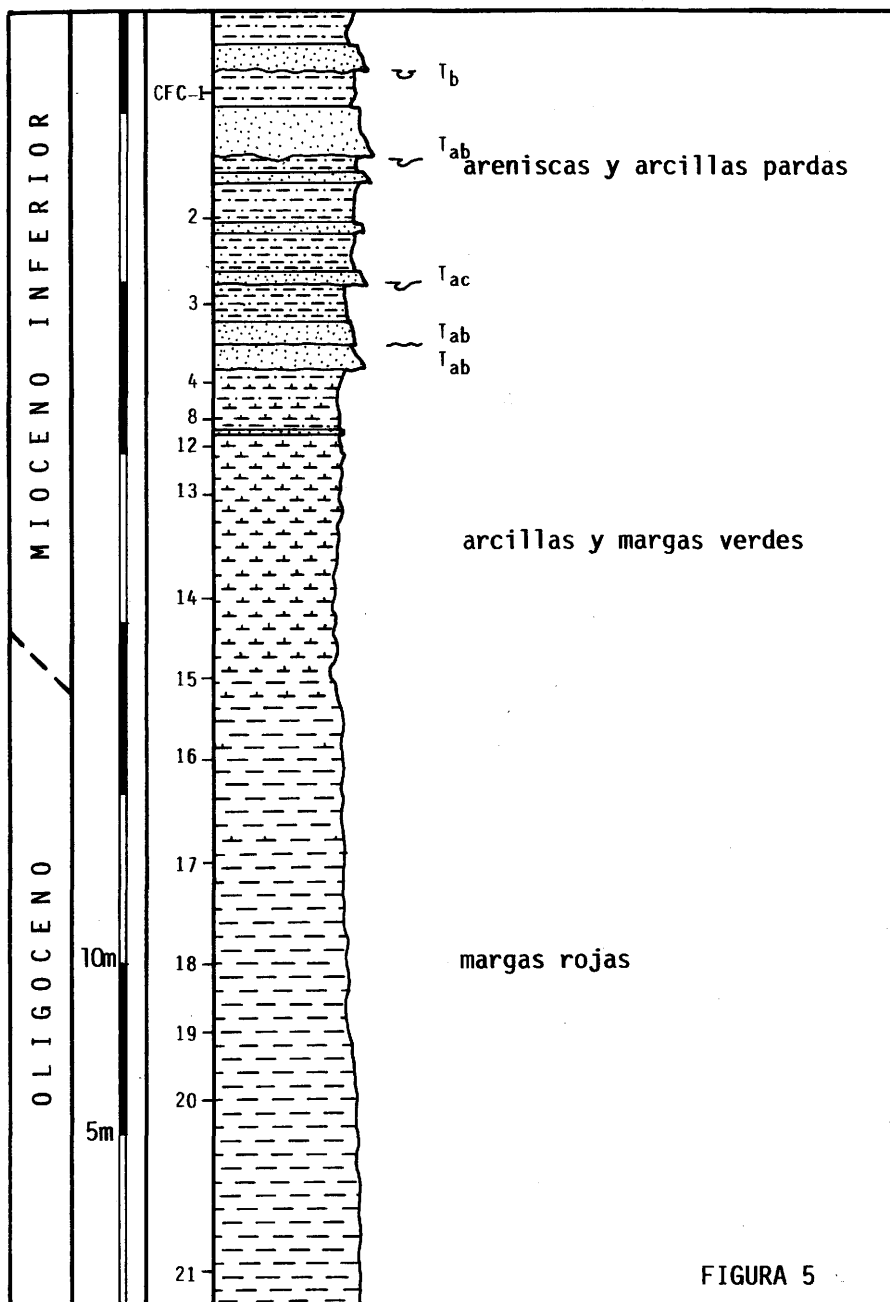


FIGURA 5

Figura 5.—Serie de la Fuente del Chiquero.

por Bourgois (1978). Por nuestra parte hemos podido confirmar la presencia del Eoceno superior en facies de Capas Rojas, en dos puntos: en el Tajo de Sabar, pequeño relieve situado en las inmediaciones de la carretera de Riogordo a Periana (hoja de Colmenar, n°. 1.743; U.T.M.: 884904) y al N. de Puerto Martínez, en la trinchera de la pista que

desciende desde el Puerto a la carretera de Ardales a El Burgo (hoja de Ronda, n.º. 15-44; U.T.M.: 327753), en este caso pinzados bajo una falla inversa que les superpone margas blancas del Albense-Cenomanense inferior. Los autores alemanes, finalmente, (Kockel, 1963; Dürr, 1967; Hoppe, 1968; Hoepfner *et. al.*, 1964) consideraron que la serie penibética culminaba con un potente y variado flysch, pero diversos autores (Chauve, 1968; Didon, 1969; Peyre, 1974; Cruz-Sanjulián, 1974) han demostrado la pertenencia de este flysch, en su mayor parte, a un conjunto tectónico diferente y superpuesto al Penibético, esto es, a las Unidades del Campo de Gibraltar.

BIOESTRATIGRAFÍA

Trinidad fue una de las primera áreas donde los foraminíferos planctónicos se emplearon con éxito en la zonación de los depósitos del Cretácico y Terciario.

La biozonas publicadas para Trinidad por Bolli (1959) han encontrado amplia aceptación y aplicación, no sólo en las regiones costeras del Golfo cercano al Caribe, sino también en áreas más distantes. Esto prueba que la mayoría de las zonas originalmente propuestas en Trinidad, pueden ser reconocidas a escala mundial y utilizarse para correlaciones estratigráficas intercontinentales. Sin embargo, se han propuesto varios cambios en la propuesta de zonación para Trinidad, que incluyen zonas adicionales que caracterizan los materiales estratigráficos que faltan en Trinidad, o que entonces no habían sido reconocidas. En especial se intercalaron dos zonas para caracterizar el Terciario más antiguo: La zona de *Globigerina eugubina* que representa el principio del Terciario y la zona de *Globigerina pseudobulloides* / *G. daubjergensis*, que queda inmediatamente por debajo de la zona de *Globorotalia trinidadensis* reconocida en Trinidad como el comienzo del Terciario.

Por otra parte, una notable interrupción faunística parece existir entre la zona de *Globorotalia palmerae* y la de *Hantkenina aragonensis* en el esquema de zonación de Bolli. Hillebrandt (1965) estableció la zona de *Globorotalia caucásica* intercalándola entre las dos anteriores cuya composición faunística proporcionó el eslabón entre las zonas de *Gt. palmerae* y *H. aragonensis*. Otros cambios en la zonación de Trinidad, se refieren a subdivisiones de zonas, o cambios a los nombres de las zonas ya existentes.

Generalidades.

El final del Cretácico está marcado por la extinción de los géneros *Globotruncana*, *Rugoglobigerina*, *Abathomphalus* y de los heterohelícidos, todos los cuales fueron muy abundantes en el plancton del Cre-

tácico terminal. Los conjuntos faunísticos que toman el relevo en las series del Paleoceno inferior, están constituidos exclusivamente por especímenes muy pequeños de *Globigerina* y *Globorotalia*, caracterizados por presentar cámaras globulosas a ovaladas, faltando las formas carenadas.

Especies grandes, pero aún simples, de *Globigerina* y *Globorotalia* comenzaron a aparecer en el Paleoceno inferior y dieron lugar a líneas evolutivas que se desarrollaron durante el resto del Paleoceno y Eoceno. Las *Globorotalias* típicas del Paleoceno son lisas y comprimidas, y abarcan abundantes grupos que progresivamente llegan a ser más hispídas o espinosas, cónico-angulosas, y, eventualmente, con carena bien marcada. El tránsito Paleoceno-Eoceno no está claramente definido en las secuencias evolutivas. Más aparente es la división entre el Eoceno inferior y Eoceno medio, donde varios géneros muy característicos hacen su aparición (en especial, *Hantkenina*, *Globigerinathea* y *Clavigerinella*).

En el curso del Eoceno medio tiene lugar la rápida evolución de los nuevos géneros, que no pasarán al Oligoceno, y al mismo tiempo aparecieron linajes precursores del Eoceno superior y Oligoceno. El tránsito Eoceno medio - Eoceno superior coincide con la extinción brusca de las formas hispídas o espinosas, que son muy abundantes y típicas del plancton desde el Paleoceno hasta el Eoceno medio inclusive.

Grupos de géneros y especies típicas del Paleoceno y Eoceno permiten la subdivisión de los terrenos en latitudes bajas y medias y, en consecuencia, son usados en la zonación por medio de foraminíferos. La utilidad de las especies de foraminíferos planctónicos se reduce fuertemente en latitudes altas, por la falta de las formas índice características de las áreas tropicales, subtropicales y templadas. En consecuencia, otros microfósiles planctónicos (especialmente, coccolitofóridos y dinoflagelados) se usan para la subdivisión de los depósitos del Paleógeno de latitudes altas.

Descripción de las zonas.

Paleoceno.

En el corte de Tajo Almarado, el tránsito entre el Cretácico terminal y el Terciario, tiene lugar sin ningún cambio de facies ni discontinuidad litológica aparente. Sin embargo, la asociación faunística del Terciario más bajo es la característica de la zona de *Globorotalia trinidad-*



densis, que se corresponde con el techo del Paleoceno inferior. Por tanto, hay una laguna estratigráfica que comprende las dos zonas basales del Paleoceno inferior (zonas de *Globigerina eugubina* y de *Globigerina pseudobulloides*/*Globigerina daubjergensis*).

Zona de *Globorotalia trinidadensis* (Paleoceno inferior-techo).

El límite inferior viene definido por la aparición de *Gt. trinidadensis* y *Gt. compressa*. El límite superior, por la aparición de *Gt. inconstans*. Esta zona se caracteriza por la asociación siguiente: *Gt. trinidadensis*, *Gt. compressa*, *Gt. varianta*, *G. triloculinoides* y *G. daubjergensis*.

Gt. trinidadensis es muy abundante desde la base de la zona, observándose formas cada vez más evolucionadas a medida que ascendemos en dicha zona. *Gt. compressa* es comparativamente menos abundante que *Gt. trinidadensis* y *G. daubjergensis*, es, de rara a muy rara a lo largo de toda la zona.

Zona de *Globorotalia uncinata* (Paleoceno medio).

Intervalo comprendido entre la aparición de *Gt. uncinata* en la base, y la aparición de *Gt. angulata* en el techo de la zona. *Gt. uncinata* y *Gt. praecursoria* caracterizan a la zona de *Gt. uncinata* como formas de nueva aparición, y *Gt. triloculinoides*, *Gt. inconstans*, *Gt. compressa* y *Gt. trinidadensis* son especies que persisten.

Zona de *Globorotalia angulata* (Paleoceno medio).

Intervalo entre la aparición de *Gt. angulata* en la base, y la aparición de *Gt. pseudomenardii* y *Gt. velascoensis* en el techo de la zona. En esta biozona aparecen las primeras especies de *Globorotalias* caracterizadas por presentar un lado dorsal plano y umbilical muy convexo, con cámaras cónico-angulares y periferia axial angulosa. *Gt. angulata* es representativa de este grupo. En esta biozona se extinguen *Gt. compressa*, *Gt. praecursoria* y *Gt. uncinata*, como formas más características de la zona anterior.

Zona de *Globorotalia pseudomenardii* (Paleoceno superior).

Intervalo definido por la distribución estratigráfica total de *Gt. pseu-*

domenardii, *Gt. velascoensis*, *Gt. aequa* y *Gt. mckannai* aparecen en la base de la zona, siendo muy abundante y características, y pasando a la zona siguiente. Otra especie como *Gt. chapmani*, que aparecen en la parte superior de la biozona de *Gt. angulata*, es característica y relativamente abundante en la zona de *Gt. pseudomenardii*.

Zona de Globorotalia velascoensis (Paleoceno superior).

Intervalo definido entre la extinción de *Gt. pseudomenardii*, en la base de la zona y la extinción de *Gt. velascoensis* en el techo. El microfósil índice que da nombre a la zona, *Gt. velascoensis*, no es reconocido internacionalmente por ser una forma que tiene limitada su distribución espacial en función del clima. Sin embargo, en la Cordillera Bética *Gt. velascoensis* es una forma muy abundante y característica del Paleoceno superior.

Esta zona presenta la siguiente asociación: *Gt. aequa*, *Gt. soldadoensis*, *Gt. simplex*, *G. incisa*, *G. primitiva* y *G. velascoensis*. Además, el género *Chiloguembelina* está muy bien representado en esta biozona.

EOCENO.

Zona de Globorotalia subbotinae (Eoceno inferior).

Intervalo definido entre la extinción de *Gt. velascoensis* y la primera aparición de *Gt. aragonensis*. La asociación característica de esta biozona incluye a *Gt. subbotinae*, *Gt. marginodentata*, *Gt. formosa gracilis*, *Gt. wilcoxensis* y *Gt. soldadoensis*. *Gt. aequa* es frecuente en la base de la zona, y desaparece gradualmente conforme ascendemos en dicha zona.

Zona de Globorotalia formosa formosa (Eoceno inferior).

Intervalo definido entre la aparición de *Gt. aspensis* y *Gt. renzi* en el techo. La asociación característica de esta biozona incluye al grupo de *Gt. formosa*, *Gt. wilcoxensis*, *Gt. subbotinae*, *Gt. broedermanni* y *Gt. aragonensis*.

Zona de Globorotalia aragonensis (Eoceno inferior).

Intervalo definido entre la aparición de *Gt. aspensis* en la base, y la apa-

rición de *Gt. palmerae* en el techo. La asociación característica de esta biozona incluye a *Gt. aspensis*, *Gt. soldadoensis*, *Gt. broedermanni*, *Gt. renzi*, *G. senni*, aparece en la parte superior, mientras que *Gt. subbotinae* y *Gt. formosa* solamente se encuentran en la parte inferior de la biozona.

Zona de Globorotalia palmerae (Eoceno inferior).

Intervalo definido por la distribución estratigráfica de *Globorotalia palmerae*. Junto al microfósil índice, esta biozona se caracteriza por *Gt. aragonensis*, *Gt. aspensis*, *G. inaequispira*, *Gt. soldadoensis* y *Pseudohastigerina micra*. Formas de transición de *Gt. aragonensis* a *Gt. caucásica* aparecen hacia el techo de la biozona.

Zona de Globorotalia caucásica (Eoceno inferior).

Intervalo definido entre la extinción de *Gt. palmerae* en la base, y la extinción de *Gt. caucásica* en el techo. Esta zona no tiene equivalencia en la zonación de Bolli (1957), debido a un probable hiato en Trinidad entre las zonas de *Gt. palmerae* y *Hantkenina aragonensis*. La asociación característica comprende *Gt. aragonensis*, *G. inaequispira*, *G. lozanoi*, *Gt. soldadoensis*, *Gt. aspensis* y *Pseudohastigerina micra*. Formas típicas de *Gt. bullbrooki* y *Gt. cerroazulensis frontosa* aparecen en el tercio superior de la zona.

Zona de Hantkenina aragonensis (Eoceno medio).

Intervalo definido entre la extinción de *Gt. caucásica* en la base y la aparición de *Globigerinatheka mexicana* en el techo. Una característica importante de esta zona es la aparición en ella de varios géneros: *Hantkenina*, *Globigerinatheka* y *Clavigerinella*, que serán taxones importantes en la biozonación del Eoceno medio y superior. Formas como *Gt. bullbrooki*, *Gt. aragonensis*, *G. senni*, *G. higginni*, *Gt. spinulosa* y *Truncosotaloides rohri* son importantes para caracterizar la biozona. El microfósil índice de la zona, *H. aragonensis*, es poco abundante sobre todo en la base.

Zona de Globigerinatheka subconglobata (Eoceno medio).

Intervalo definido entre la aparición de *Globigerinatheka mexicana* en la base y la extinción de *Gt. aragonensis* en el techo. La asociación

ción típica de esta zona incluye a *Globigerinatheka subconglobata*, *Gt. bullbrooki*, *Gt. spinulosa*, *G. senni*, *Gt. alamedillensis*, *Gt. aragonensis* y *Hantkenina mexicana*.

Zona de Globorotalia lehneri (Eoceno medio).

Intervalo definido entre la extinción de *Gt. aragonensis* en la base, y la aparición de *Orbulinoides beckmanni* en el techo. Esta zona contiene asociaciones típicas de *Gt. lehneri*, *Gt. spinulosa*, *Gt. cerroazulensis frontosa*, *Truncorotaloides rohri*, *T. topilensis*, *H. mexicana*, *H. dumblei*, *Globigerinatheka index* y *Globigerinatheka mexicana*.

Zona de Orbulinoides beckmanni (Eoceno medio).

Intervalo caracterizado por la distribución estratigráfica total del índice *O. beckmanni*. Además del fósil índice, esta zona presenta *Gt. spinulosa*, *Gt. lehneri*, *Gka. mexicana*, *Gka. barri*, *T. rohri*, *T. topilensis* y *Gt. gr. cerroazulensis*. El índice zonal *O. beckmanni* es una forma característica de la región del Caribe, y que prácticamente no ha sido citada fuera de dicha región. En la Cordillera Bética fue citada por uno de nosotros (J. M. G., 1977).

Zona de Truncorotaloides rohri (Eoceno medio).

Intervalo definido por la extinción de *O. beckmanni* en la base, y la extinción de *T. rohri* en el techo. El tránsito entre el Eoceno medio y superior en secuencias marinas viene marcado por la brusca desaparición de numerosas especies espinosas o híspidas de foraminíferos planctónicos. Formas características de esta zona son: *Gt. lehneri*, *Gt. gr. cerroazulensis*, *H. alabamensis*, *Gka. subconglobata luterbacheri* y *G. eocaena*.

Zona de Globigerinatheka semiinvoluta (Eoceno superior).

Intervalo entre la extinción de *T. rohri* en la base, y la extinción de *Gka. semiinvoluta* en el techo. Característico de esta zona es la ausencia de especies espinosas de *Globorotalia*, y la presencia de *H. brevispina*, *Cribrohantkemina lazzarii*, *Gka. index tropicalis*, *Gka. index index* y *Gt. cerroazulensis*.

Zona de *Globorotalia cerroazulensis* (Eoceno superior).

La base de la zona queda definida por la extinción de *Gka. semiinvoluta* y el techo por la extinción del grupo *Gt. cerroazulensis* y el género *Cribrohantkenina*. La extinción de *Hantkenina*, *Cribrohantkenina*, *Globigerinatheka* y *Gt. cerroazulensis* define netamente el límite Eoceno-Oligoceno.

Sobre el Oligoceno y el Mioceno inferior.

A diferencia de lo que acontece en materiales del Paleoceno y Eoceno, en los que los foraminíferos planctónicos son abundantes y permiten diferenciar diversas biozonas, en los del Oligoceno y Mioceno inferior, bien representados en el corte de la Fuente del Chiquero, la escasez y mala conservación de la fauna impide establecer una bioestratigrafía detallada.

Muchas de las numerosas muestras estudiadas son azóicas; otras han suministrado como microfauna más significativa:

Globigerinita dissimilis ciperoensis

Globigerinita dissimilis dissimilis

Globigerinita cf. tripartita

lo que permite atribuir a estas muestras una edad Oligoceno.

Las muestras recogidas por debajo de estos términos, y sobre los datados por González-Donoso, *et. al* (1983. Tabla VI) como Paleoceno superior, no han suministrado fauna alguna por lo que no puede excluirse el que el Oligoceno inferior pudiera estar representado en ellos.

Los foraminíferos reconocidos en los materiales oligo-miocénicos datados se recogen en la tala adjunta y, al igual que la aparición de bentónicos localmente abundantes (lo que sugiere un importante cambio en las condiciones ecológicas del medio), su existencia parece ser general en los materiales penibéticos de esta edad datados por diversos autores en diferentes puntos, igualmente recogidos en la tabla y reinterpretados de acuerdo con la bioestratigrafía propuesta por Molina (1979). En todos los casos, las asociaciones no permiten reconocer con seguridad la presencia del Oligoceno inferior. No obstante, al igual que sucede en la Fuente del Chiquero los datos de campo no sugieren la existencia de interrupción sedimentaria alguna y pudiera ser que el Oligoceno inferior no se reconociera, bien por ausencia absoluta de fauna, bien por inexistencia de fauna característica que permitiría su datación precisa.

Es importante mencionar que Dubois y Magné (1972) reconocieron en la región de Ubrique y Grazalema faunas que permite datar el intervalo Aquitaniense superior —Burdigaliense inferior en los términos areniscos de carácter flysch, bien representados en la Fuente del Chiquero, con los cuales acabó la sedimentación anterior a las deformaciones tectónicas principales en el Penibético.

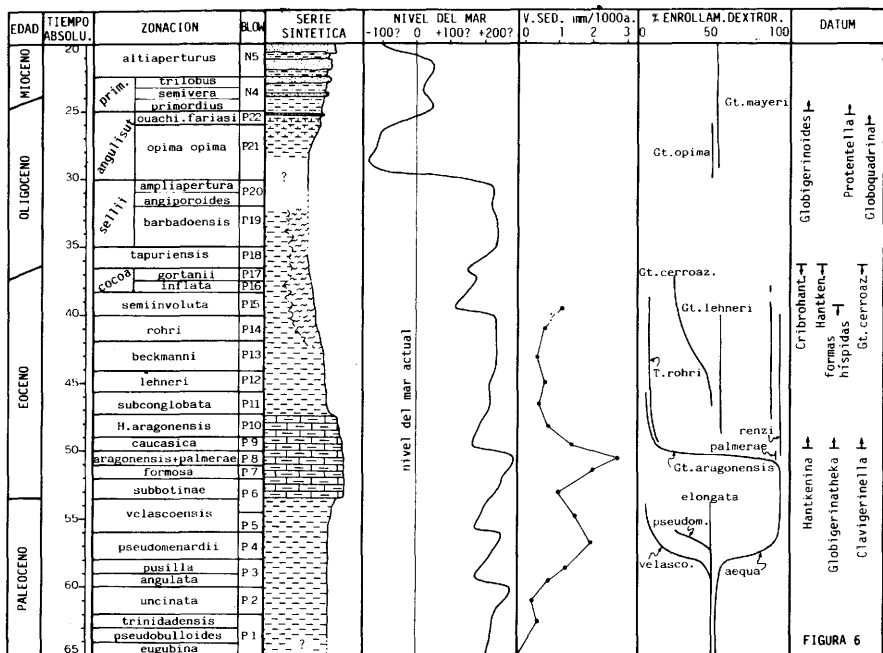
INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA.



A la hora de abordar la interpretación sedimentaria de los paleógenos del Penibético es fundamental tener en cuenta la situación paleogeográfica preexistente: durante el Jurásico superior y el Cretácico este dominio se comportó como una elevación submarina, ubicada en un ambiente pelágico, que incluso llegó a estar expuesta a emersión y karstificación (González-Donoso *et. al.*, 1983). A partir del Albense superior el paleokarst fue siendo progresivamente fosilizado por sedimentos pelágicos, fosilización que culminó que comienzos del Paleógeno con el enterramiento definitivo de algunos relieves que aún no habían sido totalmente recubiertos, ubicados en las partes septentrionales de la región; en las restantes partes del Penibético la sedimentación paleógena sucedió a la del Senonense superior sin que ningún cambio litológico sea perceptible. En resumen, el Paleógeno heredó sus rasgos esenciales del Cretácico superior y, consecuentemente, debió depositarse sobre un alto submarino, probablemente algo basculado y menos profundo en sus partes septentrionales.

El carácter pelágico de estos sedimentos está avalado tanto por la litología como por el contenido fósil. Se trata de fangos bastante calcáreos, ricos en foraminíferos planctónicos y, sobre todo, cocolitos, que pueden llegar a formar gran parte de la roca.

La velocidad de sedimentación, que ha sido calculada para el corte del Tajo Almarado durante el Paleoceno y Eoceno, es típica también de un depósito pelágico (véanse los datos recopilados por Corrales, *et. al.*, 1977, capítulo 19). Los valores obtenidos son variables según el nivel estratigráfico (figura 6), pero siempre muy bajos: no sobrepasan los 3 mm. por 1.000 años, aunque habría que multiplicarlos por dos o por tres para compensar las pérdidas de espesor debidas a la compactación. Tales valores indican que los aportes terrígenos que llegaban al Penibético desde las áreas continentales fueron muy escasos, lo que concuerda con una posición de este dominio muy alejada de la costa y explica la naturaleza notablemente biogénica de los sedimentos, dado que los res-



tos orgánicos podían acumularse en cantidades importantes, sin quedar enmascarado por otro tipo de aportes.

Por lo que se refiere a las condiciones sedimentarias, el carácter fino del sedimento y la ausencia de estructuras sedimentarias, a veces incluso hasta de estratificación, indican que la acumulación se produjo por decantación gravitatoria prácticamente continua del sedimento disponible. El color rojo generalizado que, sin duda, es un rasgo deposicional, indica que la oxigenación de las aguas fue buena lo cual sugiere la existencia de una circulación oceánica notable.

La escasa velocidad de sedimentación y el color rojo del sedimento se ajustan a las condiciones propias de una meseta submarina, en cualquier caso situada bajo el nivel de base del oleaje y las tormentas dado el fino tamaño de grano de los sedimentos. En efecto, en estos altos de velocidad de sedimentación suele ser extraordinariamente lenta e igualmente la circulación oceánica más activa, lo que impide la estratificación por densidades de las aguas y su consecuente estancamiento que, por el contrario, se ven favorecidos en zonas más profundas, donde puede preservarse la materia orgánica en condiciones euxínicas (anoxigénicas) e incluso dar lugar a sedimentos butuminosos (Jenkyns, 1980).

Un rasgo notable de los depósitos del Paleógeno del Penibético es su acusada uniformidad de facies durante un largo intervalo de tiempo que comienza en el Cretácico superior y llega hasta el final del Eoceno medio, al menos. La sedimentación, además, fue prácticamente continua como lo demuestra la ausencia casi absoluta de lagunas estratigráficas. Probablemente todo ello debió estar favorecido por unas condiciones tectónicas de elevada estabilidad. Fenómenos significativos anormales, siempre sutiles y por tanto de difícil detección, se constatan:

- a) En el límite Cretácico y Terciario gracias a la existencia de una laguna estratigráfica que comprende las dos primeras zonas del Paleoceno.
- b) Al inicio del Eoceno, en el que las facies rojas se hacen notablemente más calcáreas.
- c) A finales del Eoceno medio o comienzos del superior, en que las tonalidades rojas son reemplazadas por las verdosas, aunque este fenómeno no es de carácter absolutamente regional dado que se ha reconocido tanto el Eoceno superior como el Oligoceno bajo facies rojas en diversos puntos.
- d) La acentuación del carácter arcilloso y la aparición masiva de terrígenos, que se hacen dominantes a lo largo del Oligoceno y, sobre todo en el Oligoceno superior-Mioceno inferior.

Por lo que se refiere al primero de los fenómenos, esto es, a la laguna de la base del Paleoceno, es necesario señalar que su existencia es un hecho bien constatado en secuencias pelágicas de numerosas regiones del mundo y que sucede a una masiva extinción de organismos acaecida al final del Cretácico, cuya interpretación es objeto en la actualidad de una apasionante controversia. La discusión a fondo de este problema excede de las pretensiones del presente trabajo, pero baste aquí con señalar que las hipótesis con las que se pretende explicar la citada laguna oscilan desde las puramente eustáticas (Vail *et. al.* 1977, sitúan una importante caída del nivel del mar en el límite Cretácico-Terciario) hasta las astronómicas (Smit y Hertogen, 1980) que suponen el acaecimiento de catástrofes mundiales de origen extraterrestre, como la caída de un gran meteorito (Álvarez *et. al.*, 1980) o de un cometa (Hsü, 1980).

Es interesante poner de manifiesto la coincidencia de los restantes fenómenos arriba mencionados con cambios significativos en la velocidad de sedimentación calculada para el corte del Tajo Almarado. La coincidencia de estos máximos sedimentarios con máximas subidas del nivel del mar indicadas por la curva eustática propuesta por Vail y Har-

denbol (1979, *fide* Loutit y Kennett, 1980) sugiere una relación entre ambos fenómenos. Por otra parte es razonable pensar que la alteración de unas condiciones sedimentarias existentes en un dominio pelágico tan estable como el Penibético durante un intervalo de tiempo tan extenso, debió ser debida más bien a factores de cierta importancia y extensión que a factores de tipo local. Pero un dominio pelágico de cierta profundidad no es tan sensible como un dominio de plataforma a los cambios eustáticos (aún cuando el Penibético debió ocupar, durante el Paleógeno, una posición relativamente elevada en el seno de un mar profundo) por lo que la relación eustásia-sedimentación debió ser, en este caso, indirecta.

Habida cuenta del carácter notablemente biogénico de los sedimentos del Paleoceno y Eoceno, cabría pensar que los cambios aludidos de velocidad de sedimentación estuvieran causados por variaciones en los aportes de origen orgánico que, a su vez, podrían estar determinados por factores ecológicos y/o evolutivos. Entre estos últimos y los cambios eustáticos sí sería posible que existiera una relación directa, puesto que éstos pueden controlar el suministro de terrígenos y de nutrientes desde las áreas continentales, las variaciones en la profundidad de compensación de los carbonatos y la circulación oceánica, factores todos ellos que pueden ejercer un significativo efecto sobre la productividad biogénica y los aportes sedimentarios de ella derivados, en los dominios pelágicos (Loutit y Kennett, 1980).

Algunos hitos micropaleontológicos registrables en foraminíferos planctónicos coinciden temporalmente con cambios eustáticos, lo que sugiere que pudiera existir una relación causal entre ambos fenómenos. Algunos de estos hitos son:

a) Cambios bruscos en el sentido de enrollamiento (Bolli, 1957) que se producen:

- **En el límite Cretácico-Terciario:** coincidiendo con el evento (¿eustático?) del fin del Cretácico el sentido de enrollamiento pasa de ser predominantemente dextrorso en la fauna maastrichtense a estar distribuido al azar en el Paleoceno inferior.
- **Al comienzo del Paleoceno superior (parte baja de la zona de *Gt. pseudomenardii*):** a la vez que acaece una máxima subida del nivel del mar se produce una rápida bipolarización del sentido de enrollamiento que pasa a dextrorso (*Gt. aequa*) o a sinistrorso (*Gt. velascoensis*, *Gt. pseudomenardii*), aunque aún quedan formas con enrollamiento al azar (*Gt. elongata*).

- **Entre las zonas de *G. palmerae* y *G. aragonensis*** acontece uno de los máximos eustáticos del Paleógeno, que está seguido de una brusca caída del nivel del mar durante la zona de *Gt. caucásica*. Este rápido cambio eustático coincide con un igualmente rápido cambio de sentido del enrollamiento que presenta *Gt. aragonensis*, que pasa de ser casi 100% dextrorso a ser casi 110% sinistrorso. Este cambio de enrollamiento fue observado por vez primera en Trinidad (Bolli, 1957) y se ha constatado también en los Apeninos (Luterbacher, 1964), en la Zona Subbética (Martínez-Gallego, 1977), y en el presente estudio, entre otros puntos del planeta, y puede usarse como datum para correlacionar regiones tan alejadas como el Caribe y el Mediterráneo.
 - **Al inicio del Eoceno medio (zona de *H. aragonensis*)**, coincidiendo con un mínimo eustático aparecen nuevos grupos de foraminíferos con enrollamiento al azar.
 - **A lo largo de la parte superior del Eoceno medio** el nivel del mar se mantiene en una situación de máximo relativo con una ligera tendencia a la bajada que se acentúa al inicio del Eoceno superior. Este hecho coincide con un cambio progresivo del enrollamiento de *Gt. centralis* que pasa de mostrar un enrollamiento al azar a mostrarlo predominantemente sinistrorso.
 - **Al inicio del Oligoceno «medio» (zona de opima opima)** acontece la más importante caída del nivel del mar del Paleógeno coincidiendo con la cual aparecen nuevos grupos con enrollamiento al azar.
- b) Apariciones y/o desapariciones de grupos importantes ocurren:**
- **En el límite Cretácico-Terciario** ya conocido y comentado.
 - **Al comienzo del Eoceno medio**, tras la brusca subida y bajada del nivel del mar al final del Eoceno inferior aparecen varios géneros muy característicos como *Hantkenina*, *Globigerinatheka* y *Clavigerinella*.
 - **En el tránsito Eoceno medio-superior**, a la vez que se produce la caída eustática de esta edad, desaparecen las formas hispídas o espinosas que son abundantes y típicas del plancton desde el Paleoceno superior hasta el Eoceno medio inclusive.
 - **El tránsito Eoceno-Oligoceno** se extinguen bruscamente linajes o géneros muy característicos del Eoceno como el grupo de *Gt. cerroa-*

Autor	LOCALIDAD muestra	<i>Gla. dissimilis</i> <i>Gla. univoca</i> <i>T. rohrri</i> <i>G. praebulloloides</i> <i>G. praesapiis (euper.)</i> <i>G. optima nana</i> <i>G. optima optima</i> <i>G. eiperomais</i> <i>G. venenueclana</i> <i>G. p. oclusa</i> <i>G. angustisternalis</i> <i>G. trilobus</i> <i>G. acrostoma</i> <i>Benthinicos</i>												MICROFAUNA	EDAD
DIDON (1969)	Jimera	*												*	Eoceno sup.-Oligoceno
	Aº Sijuela	*	*	*				*	*	*		*		*	Oligoceno
	Cra. Cortes-Ubriq.	*		*											Oligoceno
SEGE 1974	Tajo Almarado			*				*	*					*	Oligoceno
BOURGEOIS (1978)	Ortejićar	*	*	*	*	*	*		*					*	Olig.-Aquitano no sup.
	Cancho Enmedio	*		*											Olig.-Burdigaliense inf.
	Pto. Martínez	*		*	*										Olig.-Burdigaliense inf.
	Peñón Grande	*		*	*						*		*	*	Aquitano sup.-Burdigaliense inf.
		*	*					*		*				*	Olig.-Burdigaliense inf.
Este trabajo	Fuente del Chiquero	C-FC-16	*	*		*			*					*	Oligoceno
		C-FC-17	*	*	*					*				*	Oligoceno
		C-FC-21	*	*	*	*	*		*	*				*	Oligoceno
		C-FC-14	*											*	Oligoceno-Mioceno inf.
		C-FC-8		*	*						*			*	Oligoceno-Mioceno inf.

zulensis, el grupo de las *Cribohantkeninas* y *Hantkeninas* y también el género *Globigerinatheka*. Esta extinción coincide con una pequeña caída del nivel del mar (véase Vail *et. al.*, 1977), menos importante que otras anteriormente mencionadas.

Es razonable pensar, a juzgar por lo expuesto, que los organismos planctónicos y la sedimentación pelágica paleógena sobre el Penibético se vieron afectadas por los cambios en el nivel del mar ocurridos durante esta edad. Tales cambios eustáticos pudieron causar cambios climáticos, y oceanográficos a escala global que tuvieron sus efectos sobre el Penibético. Las subidas del nivel del mar, al parecer favorecieron la productividad biogénica, lo que conllevó un aumento en la velocidad de sedimentación, claramente constatable en las zonas de *G. pseudomenardii* y de *G. aragonensis-G. palmerae*. Las caídas favorecieron el relevo de grupos faunísticos, el descenso de la velocidad de sedimentación y los cambios litológicos más significativos. Entre estos hay que destacar la acentuación del carácter calcáreo de los sedimentos en el comienzo del Eoceno; la desaparición de las Capas Rojas, que persistían desde el Cretácico superior (lo cual debió ser provocado directamente por un radical cambio en las condiciones oceanográficas) a finales del

Eoceno medio; y, finalmente la aparición masiva de terrígenos en el Oligoceno y Mioceno inferior, la cual conlleva una brusca disminución de la fauna planctónica y aparición de la bentónica lo que dificulta la datación precisa de estos términos, fenómeno sin duda causado por un aumento muy notable de la superficie continental sometida a la erosión, lo que permitió la llegada de los terrígenos a los dominios pelágicos, la aparición masiva y generalizada de las facies flysch.



BIBLIOGRAFÍA

- ALVAREZ, L.W. ALVAREZ, W. ASARO, F. y MICHEL, H.V. (1980).—Extraterrestrial Cause for the Cretaceous Tertiary Extinction: Experimental results and Theoretical interpretation. *Science*. N.º 208. pp. 1.095-1.108.
- BLOW, W.H. (1969).—Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminifera biostratigraphy In: *Proc. First Intern. Conference on Planktonic Microfossils* Geneva (1967). P. Brönnimann y H. H. Renz edits) pp. 199-422.
- BLUMENTHAL, M. (1927).—Versuch einer tektonischen gliederung der betischen Cordilleren von Central —und Südwest— Andalusien. *Ecl. Geol. Helv.* Vol. XX. N.º 4, pp. 487-532.
- BLUMENTHAL, M. (1931).—Géologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et des zones limitrophes (Andalousie). *B.S.G.F.* (5). Vol. I. pp. 23-94.
- BLUMENTHAL, M. (1933).—Geologie der Berge um Ronda. *Ecl. Geol. Helv.* Vol. XXVI. pp. 43-92.
- BOLLI, H.M. (1957).—Planktonic foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, B.W.I. *U.S. Nat. Mus. Bull.* N.º 125. pp. 97-125.
- BOLLI, H.M. (1959).—Planktonic foraminifera as index fossils in Trinidad, West Indies and their value for worldwide stratigraphic correlations. *Ecl. Geol. Helv.* Vol. 52 pp. 627-637.
- BOURGOIS, J. (1978).—La transversale de Ronda, cordillères bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. Tesis Univ. Besançon. *Ann. Sc. Univ. Besançon*. fasc. 30. 445 pp.
- BOURGOIS, J.; BOURROUILH, R.; CHAUVE, P.; DIDON, J.; DURAND-DELGA, M.; FOURCADE, E.; FOUCAULT, A.; PAQUET, J.; PEYRE, J. y RANGHEARD, Y. (1970).—Données nouvelles sur la géologie des Cordillères Bétiques. *Ann. Soc. Geol. Nord.* T. XC. N.º 4. pp. 348-393.
- BOURGOIS, J. y CHAUVE, P. (1971).—Le Corridor de Boyar et ses abords, leur place dans l'Ouest des Cordillères bétiques. *Rev. Geogr. phys. Geol. Dyn.* (2). Vol. 13. fasc. 5. pp. 463-488.
- CORRALES, I.; ROSSELL, J.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.; VERA, J.A. y VILAS, L. (1977).—Estratigrafía. *Ed. Rueda*, 718 págs.
- CREMADES, J. (1979).—Contribución al conocimiento de los foraminíferos planctónicos y al estudio bioestratigráfico del Eoceno y Oligoceno del sector oriental de las Cordilleras Béticas. *Tesis Univ. Granada*. N.º 359. 350 págs.
- CRUZ-SANJULIAN, J. (1974b).—Estudio geológico del sector Cañete la Real —Teba— Osuna. Tesis Univ. Granada. N.º 71 *Pub. Univ. Granada*. 431 págs.
- CHAUVE, P. (1968).—Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). *Tesis Univ. Paris* (Inéd.). N.º 4. 523 págs.
- DUBOIS, M. y MAGNE, J. (1972).—Présence de Burdigalien dans la région d'Ubrique (province de Cadix, Espagne méridionale). *Ann. Sc. Univ. Besançon*. (3). N.º 17. 113-116 pp.
- DÜRR, S. (1967).—Geologie der Serrania de Ronda und ihrer sudwestlichen Ausläufer (Andalusien). Tesis Univ. Bonn (1963). *Geol. Romana*. T. VI. 1-73 pp.

- GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, D.; MARTIN-ALGARRA, A.; REBOLLO, M.; SERRANO, F. y VERA, H.A. (1983).—Discontinuidades estratigráficas durante el Cretácico en el Penibético (Cordillera Bética). *Estudios Geol.* N.º 39. pp. 71-116.
- HARDENBOL, J. y BERGGREN, W.A. (1979).—A new Paleogene numerical time scale. *A.A.P.G. Stud. Geol.* N.º 6. pp. 213-234.
- HOEPPENER, R.; HOPPE, P.; DÜRR, S. y MOLLAT, H. (1964).—Ein Querschnitt durch die Bétischen Kordilleren bei Ronda (SW. Spanien). *Geol. Mijnb.* Vol. 43. pp. 282-298.
- HOPPE, P. (1968).—Strafigraphie und Tektonik der Berge um Grazalema (SW. Spanien) *Geol. Jb.* T. 86. pp. 267-338.
- HSÜ, K.J. (1980).—Terrestrial catastrophe caused by cometary impact at the end of Cretaceous. *Nature.* N.º 292. pp. 201-203.
- JENKINS, H.C. (1980).—Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J. Geol. Soc. London.* N.º 137. pp. 171-188.
- KOCKEL, F. (1963).—Die Geologie des Gebietes zwischen dem Rio Guadalhorce und dem Plateau von Ronda (Spanien) Tesis. Univ. Bonn. (1960). *Geol. Jb.* T. 81. pp. 431-480.
- LOUTIT, T. S. y KENNETT, J.P. (1981).—Australasian Cenozoic sedimentary cycles, global sea level changes and the deep sea sedimentary record. *Oceanologica Acta, n. sp. Proc. 26th I.G.C. Paris (1980)* pp. 45-63.
- LUTERBACHER, H. (1964).—Studies in some Globorotalia from the Paleocene and lower Eocene of the Central Apennines. *Ecl. Geol. Helv.* Vol. 52. N.º 2. pp. 631-730.
- MARTIN-ALGARRA, A. y VERA, J.A. (1962).—El Cretácico del Penibético, las unidades del Campo de Gibraltar, las Zonas Internas y las unidades implicadas en el contacto entre Zonas Internas y Zonas Externas. In: *El Cretácico de España. Univ. Complutense. Madrid.* pp. 603-630.
- MARTINEZ-GALLEGO, J. (1977).—Estudio micropaleontológico del Nummulítico de un sector comprendido entre Moreda-Piñar-Puerto Martínez (Zona Subbética). *Tesis. Univ. Granada.* N.º 175. 206 págs.
- MOLINA, E. (1979).—Oligoceno-Mioceno inferior por medio de foraminíferos planctónicos en el sector central de las cordilleras béticas (España). *Tesis Univ. Granada y Zaragoza.* 342 págs.
- PEYRE, Y. (1974).—Géologie d'Antequera et de sa région (Cordillères Bétiques Espagne). Tesis Univ. Paris. *Pub. Inst. Agron. Paris.* 528 págs.
- SMIT, J. y HERTOGEN, J. (1980).—An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary Boundary. *Nature.* N.º 285. pp. 198-200.
- VAIL, P.R. y HARDENBOL, J. (1979).—Sea level change during the Tertiary. *Oceanus.* N.º 22. pp. 71-79.
- VAIL, P.R. MITCHUM, R.M. Jr., TOMPSON, S. III (1979).—Global cycles of relative changes of sea level. In: *Seismic Stratigraphy, applications to Hydrocarbon exploration* (Payton, C.E. editor). A.A.P.G. Mem. 26. pp. 83-97.